

KLIMATYCZNY WSKAŹNIK AKTYWNOŚCI PRĄDU LABRADORSKIEGO

Andrzej A. Marsz

Akademia Morska w Gdyni, Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej
aamarsz@am.gdynia.pl

1. Sformułowanie zagadnienia

O tym, że niektóre prądy morskie wykazują silne działanie klimatotwórcze wiadomo od dawna. Powszechnie jest znana klimatyczna rola szeregu prądów, na przykład Golfstromu (Prądu Zatokowego), Prądu Północnoatlantyckiego, Prądu Norweskiego, czy też Prądu Labradorskiego.

Prądy, przynosząc wraz z transportowaną masą wód ciepło, modyfikują, w stosunku do rozkładu strefowego, zasoby ciepła w powierzchniowych warstwach oceanu. Zasoby ciepła określają z kolei temperaturę powierzchni oceanu (dalej TPO). W zależności od TPO i różnic między TPO a temperaturą powietrza zalegającego w danej chwili nad powierzchnią oceanu kształtują się rozmiary strumienia ciepła z oceanu do atmosfery. Te ostatnie określają zarówno parametry termohigryczne mas powietrza formujących się nad danymi częściami oceanu, jak i poprzez kształtowanie wartości poziomych gradientów termicznych w środkowej troposferze, wpływają na kształtowanie się cech cyrkulacji atmosferycznej nad rozległymi obszarami, często wykraczającymi bardzo daleko poza obszar funkcjonowania danego prądu.

W klimatologii, do tej pory, działanie prądów morskich jest uwzględniane jedynie jakościowo i w przeważającej większości przypadków traktowane jest statycznie. Mimo, iż powszechnie wiadomo, że aktywność prądów morskich jest zmienna w czasie i przestrzeni, brak jest odpowiednich miar mogących charakteryzować aktywność danego prądu. Badania oceanograficzne dostarczają danych (temperatura wody, zasolenie, prędkość przepływu, niekiedy wielkość przepływu), które z punktu widzenia klimatologii nie spełniają warunków ciągłości; kolejne pomiary wykonywane są co kilka lat, a odstępy czasu między nimi różne. Tylko niektóre serie pomiarowe (np. Prądu Północnoatlantyckiego w Bramie Farero-Szetlandzkiej) wykonywane są od pewnego czasu na profilach standardowych (jednakowe pozycje punktów pomiarowych, ujednoczone głębokości, zakres i momenty pomiarów). Wszystko to powoduje, że pojedyncze obserwacje oceanograficzne, choć stanowią niezmiernie cenny materiał dla charakterystyki dynamiki oceanu, z trudem mogą zostać wykorzystywane dla celów klimatologicznych. Ideałem, z punktu widzenia klimatologii, byłaby sytuacja, gdyby aktywność danego prądu można było scharakteryzować za pomocą jakiegoś wskaźnika, tworzącego nieprzerwany i jednorodny ciąg kolejnych wartości rocznych czy też miesięcznych.

Celem prezentowanej pracy jest przedstawienie propozycji stworzenia takiego właśnie ciągu wskaźników, mających wymiar klimatyczny, charakteryzujących aktywność Prądu Labradorskiego.

Z klimatologicznego punktu widzenia istotnym zagadnieniem jest orientacyjna wartość przenoszonych przez dany prąd zasobów ciepła. Zależą one od dwu parametrów tego prądu jednocześnie (wielkość iloczynowa); wielkości przepływu (Sv; m^3/s , km^3/godz) i temperatury przenoszonej wody. Najogólniej, wielkość przepływu stanowi funkcję powierzchni przekroju poprzecznego prądu i jego prędkości. Należy z naciskiem podkreślić, że przy stałej (niezmiennej) temperaturze wody przenoszonej przez prąd, wzrost przepływu pociąga za sobą wzrost przenoszonych zasobów ciepła, proporcjonalnie do wzrostu przepływu. Najczęściej wielkość przepływu regulowana jest przez zmiany prędkości prądu; tak więc wzrost prędkości prądu niesie za sobą zwiększony przenos ciepła. Między prędkością prądu a powierzchnią jego przekroju poprzecznego również zachodzą (choć bardzo skomplikowane) zależności; na ogół wzrost prędkości prądu wiąże się ze wzrostem jego przekroju poprzecznego. Przy stałym przepływie, zmiany ilości przenoszonego ciepła następować będą wraz ze zmianami temperatury wody; wraz ze wzrostem temperatury wody rosnąć będą przenoszone prądem zasoby ciepła.

W rzeczywistości, wszystkie wymienione parametry zmieniać się mogą istotnie w funkcji czasu. Z tych względów, nie dysponując rzeczywistymi charakterystykami Prądu Labradorskiego (prędkość, temperatura niesionych wód) używać się będzie pojęcia "aktywność prądu", pod którą rozumieć się będzie względną i orientacyjną miarę przenosu zasobów ciepła.

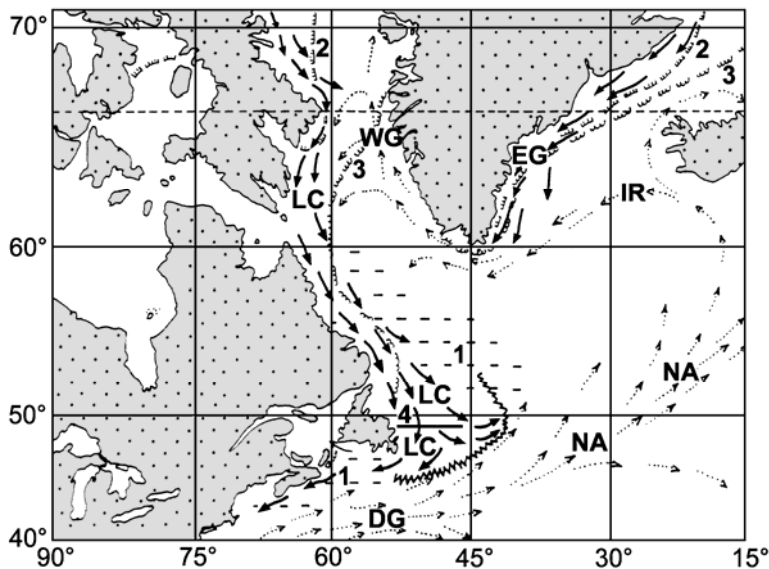
2. Aktywność Prądu Labradorskiego a wynoszone przezeń góry lodowe

Prąd Labradorski powstaje z połączenia wód Prądu Ziemi Baffina i kierujących się ku zachodowi, w Cieśninie Davisa, wód z Prądu Zachodniogrenlandzkiego. Płynie on na południe wzdłuż zachodnich granic Morza Labrador (wybrzeży Labradoru), następnie na E od Nowej Fundlandii, do rejonu Wielkich Ławic. W rejonie o przybliżonych współrzędnych $42\text{--}44^\circ\text{N}$, $50\text{--}45^\circ\text{W}$ prąd ten dochodzi do strefy konwergencji z Prądem Północnoatlantyckim. Pod względem genetycznym najczęściej Prąd Labradorski traktowany jest jako prąd gęstościowy.

Wody Prądu Labradorskiego w zdecydowanej większości są silnie wychłodzone ($-1.0 \div -1.7^\circ\text{C}$) i wysłodzone (33-34%). Jedynie latem, w cienkiej warstwie wód powierzchniowych (do 30–50 m) temperatura wzrasta do $1\text{--}2^\circ\text{C}$ na północy i do $4\text{--}8^\circ\text{C}$ w pobliżu południowego zasięgu prądu. Główna oś (jądro) prądu, w której właściwości wody mało zmieniają się w ciągu roku lokuje się na głębokości około 100–200 m i nawiązuje do przebiegu górnego załomu stoku kontynentalnego (The Encyclopedia ...).

Prędkość i przepływ Prądu Labradorskiego wykazuje duże zmiany z roku na rok, podobnie duże zmiany wykazuje temperatura powierzchniowych partii wynoszonych przez ten prąd wód. Różne źródła podają tu różne wartości (w zależności od wykorzystanych obserwacji, pochodzących z różnych momentów). Przeciętne prędkości Prądu Labradorskiego w jego osiach wahają się od 1 do 1.6 w (0.5 do 0.8 m/s), choć na szelfie, jak podają locje, prędkości te mogą być jeszcze większe. Znane wartości przepływu Prądu Labradorskiego wahają się w bardzo szerokich granicach – od około $7.4 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ do $1.4 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ (7.4 Sv do 1.4 Sv czyli $26.64 \text{ km}^3/\text{godz}$ – $5.04 \text{ km}^3/\text{godz}$). Sukhovej (1977) szacuje przepływ średni Prądu Labradorskiego na $17.8 \text{ km}^3/\text{godz}$ ($4.84 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$), co mieści się w podanych wcześniej granicach.

W latach, w których wzrasta przepływ Prądu Labradorskiego, ogromne masy silnie wychłodzonych wód wypływają na Atlantyk w niższe szerokości geograficzne, tworząc tam rozległe i bardzo trwałe ujemne anomalie TPO, które stopniowo, w szerokościach pięćdziesiątych rozprzestrzeniają się na wschód (patrz rys. 1). Silny strumień wód Prądu Labradorskiego spycha cieplejsze wody Prądu Północnoatlantyckiego na południe, dochodząc do delty Golfstromu. Front hydrologiczny przemieszcza się wtedy na południe, a poziome gradienty TPO w rejonie na południe i wschód od Nowej Fundlandii stają się szczególnie duże. Dodatkowo masy silnie wychłodzonych wód "wciskają" się między ciepłe wody Golfstromu a wybrzeże Ameryki Północnej, powodując występowanie również i tam rozległych ujemnych anomalii TPO.



Rys. 1. Schemat cyrkulacji wód na NW części Północnego Atlantyku

Prądy zimne – strzałki ciągłe, ciepłe – punktowane. L – Prąd Labradorski, DG – delta Golfstromu, NA – Prąd Północnoatlantycki, IR – Prąd Irmingera, EG – Prąd Wschodniogrenlandzki, WG – Prąd Zachodniogrenlandzki. 1 – powierzchniowy zasięg oddziaływania Prądu Labradorskiego w czasie zwiększonej aktywności (akweny, na których występują ujemne anomalie temperatury powierzchni oceanu, bezpośrednio związane z wzrostem aktywności Prądu Labradorskiego), 2 – przeciętny minimalny zasięg lodów morskich (letni), 3 – przeciętny maksymalny zasięg lodów morskich (zimowy), 4 – profil 48°N, po przekroczeniu którego góry lodowe podlegają rejestracji (zliczaniu)

Fig. 1. Illustration of water circulation in the NW part of the North Atlantic.

Cold currents – continuous arrows, warm currents – dotted. L – Labrador Current, DG – the delta of Gulfstream, NA – North Atlantic Current, IR – Irminger Current, EG – East Greenland Current, WG – West Greenland Current.

1 – the surface extent of the Labrador Current activity during its increased activity (the sea areas, where the negative anomalies of sea surface temperatures directly connected with the increase in the activity of the Labrador Current were noted), 2 – minimum mean sea ice extent (summer), 3 – maximum mean sea ice extent (winter), 4 – profile 48°N, passing this border icebergs are subject of register

W latach, w których przepływ Prądu Labradorskiego jest niewielki, miejsce ujemnych anomalii TPO zajmują anomalie dodatnie, front hydrologiczny jest słabiej zarysowany i przemieszcza się na NW i N, zasięg ciepłych wód w delcie Golfstromu rozszerza się ku północy.

W ten sposób zmiany aktywności Prądu Labradorskiego prowadzą do dużej zmienności TPO w NW części Północnego Atlantyku i są przyczyną występowania tam rozległych anomalii temperatury powierzchni oceanu. Te właśnie rozległe i trwałe, ujemne lub dodatnie anomalie TPO wykazują następnie długotrwałe oddziaływanie o charakterze klimatycznym.

Prąd Labradorski, oprócz wnoszenia mas wychłodzonej wody w niższe szerokości geograficzne, wyprowadza również na Atlantyk góry lodowe. Ponieważ dla dalszych części wywodu zagadnienie międzyrocznej zmienności liczby gór lodowych stanowi zagadnienie kluczowe, należy poświęcić mu więcej uwagi.

Góry lodowe, odłamujące się z brzegów lodowych Zachodniej Grenlandii, przenoszone są przez Prąd Zachodniogrenlandzki, następnie przez Prąd Labradorski i wyprowadzane na Północny Atlantyk w rejonie położonym na wschód od Nowej Fundlandii, dochodząc do rejonu Wielkich Ławic, a niekiedy i znacznie dalej (~38°N).

Liczba gór lodowych notowanych w rejonie Wielkich Ławic przez IIP (International Ice Patrol) wykazuje dużą zmienność z roku na rok. Liczby obserwowanych gór lodowych przekraczających 48°N podawane są przez IIP systematycznie od 1914 r., czyli od początku pracy tej służby (Trivers 1994). Istnieją jednak wcześniejsze dane, z lat 1900-1913, znajdujące się w bazie danych IIP. Maksymalna liczba odnotowanych gór lodowych w okresie 1900–1999 to 2 202 (1984 r.), minimalna to 0 (1966 r.). W latach 1940 i 1958 odnotowano 1 górę lodową, w roku 1941 – 3. Średnia roczna liczba gór lodowych przekraczających 48°N z okresu lat 1900–1999 wynosi 476.1 (przy $\sigma_n = 497.3$).

Pojawianie się gór lodowych przekraczających równoleżnik 48°N charakteryzuje się wyraźnie zaznaczoną sezonowością. Przeciętnie minimum zaznacza się w miesiącach jesiennych i zimowych (wrzesień, październik, listopad, grudzień, styczeń), maksimum – w miesiącach wiosennych i wczesno-letnich (marzec, kwiecień, maj, czerwiec). Niekiedy maksimum przesunięte jest na lipiec lub też częstość występowania ajsbergów wykazuje rozkład bimodalny, oprócz maksimum kwietniowego lub majowego pojawia się drugorzędne maksimum w czerwcu lub nawet lipcu (np. w roku 1994 – w czerwcu; patrz Report of the IIP 1994; w roku 1984 – w lipcu).

Sezon lodowy, dla którego IIP podaje liczbę gór lodowych przekraczających 48°N nie pokrywa się z rokiem kalendarzowym. Rozpoczyna się on w październiku (10) i kończy we wrześniu (09), zaś datowany jest na rok wystąpienia maksimum gór lodowych (03–07). Przykładowo liczba gór lodowych odnotowanych w sezonie 10.1990 – 09.1991 określana jest jako liczba gór lodowych występujących w roku 1991 (patrz np. Report of the IIP in the North Atlantic, 1991 Season)

Analizując dane zawarte w tabeli 1 nie trudno zauważyć, że o liczbie odnotowanych w danym roku gór lodowych decyduje faktycznie wielkość maksimum zaznaczającego się w miesiącach wiosennych i wczesno-letnich. Jednocześnie występuje naturalna granica sezonu lodowego przypadająca na październik - grudzień. Wyjaśnia to zasadność przyjętego przez IIP systemu datowania (Viekman i Baumer 1995).

Liczba gór lodowych przekraczających w danym roku (sezonie lodowym, patrz rys. 2) równoleżnik 48 stanowi wypadkową działania szeregu różnorodnych procesów losowych (przypadkowych) i naturalnych (zdeteminowanych), których działanie rozciągnięte jest w na dodatek w czasie i przestrzeni.

Tabela 1 – Table 1

Częstość występowania gór lodowych na południe od równoleżnika 48°N na NW Atlantyku w poszczególnych miesiącach (średnia z lat 1900–1999; 100 lat), według danych Międzynarodowego Patrolu Lodowego (IIP)

The frequency of icebergs occurrence to the south of parallel 48° in the NW Atlantic in given months (mean frequency in 1900–1999), according to International Ice Patrol

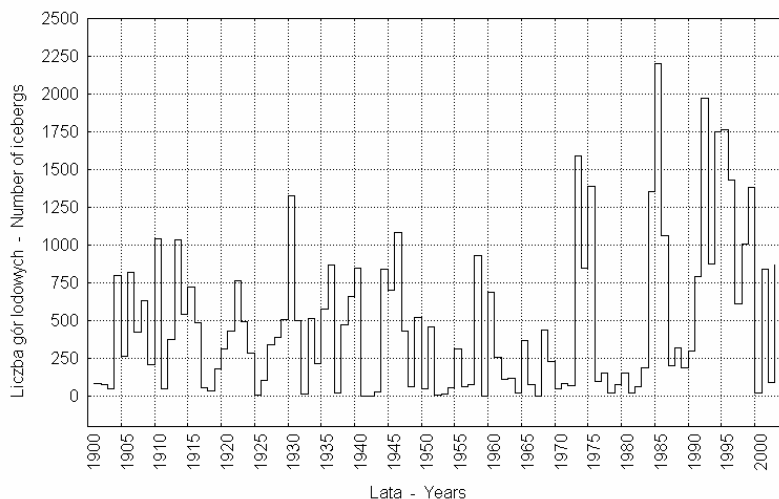
m:	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Rok Year
GL	1.2	1.2	1.2	3.1	15.6	58.3	119.0	146.5	86.7	31.3	8.9	3.2	476.1
σ_n	4.0	3.7	3.1	12.8	42.4	98.9	146.1	168.9	127.6	58.2	20.3	9.9	497.3
%	0.26	0.26	0.26	0.65	3.27	12.22	24.99	30.77	18.21	6.57	1.86	0.68	100.0

m – miesiąc – month,

GL – średnia liczba gór lodowych zarejestrowanych w danym miesiącu – the mean number of icebergs reported in a given month,

σ_n – odchylenie standardowe średniej – standard deviation ,

% – odsetek rocznej liczby gór lodowych w danym miesiącu – the percentage of annual number of icebergs in a given month.



Rys. 2. Liczba gór lodowych przekraczających w roku (sezonie lodowym) równoleżnik 48°N na wschód od Nowej Fundlandii. Dane IIP (Międzynarodowego Patrolu Lodowego)

Fig. 2. The number of icebergs passing parallel 48°N east of New Foundland during a year (in ice season). Data from IIP (International Ice Patrol)

Góry lodowe odłamują się od brzegów lodowych pod wpływem zespołu czynników zarówno glaciologicznej, jak i hydrologicznej oraz morfologicznej natury (prędkość lodu w lodowcach tworzących brzegi lodowe, falowanie, amplituda pływów, temperatura wody, długość okresu bez pokrywy lodu morskiego, głębokość akwenu na przedpolu brzegu lodowego, etc; Marsz 1987). Ponieważ

znaczna część gór lodowych obłamuje się we wnętrzach fiordów, często obłamanie góry wyjątkowo dużych rozmiarów blokuje na dłuższy czas (rok lub dłużej) możliwość wypłynięcia innych obłamanych z tego samego odcinka brzegu lodowego. Ma to miejsce wtedy gdy wielka góra utknie na progu oddzielającym głębokowodną część fiordu od otwartego morza. Dopiero po upływie pewnego czasu, gdy procesy topnienia i abrazja termiczna usuną z niej tyle lodu, aby góra ta uzyskała ponownie pływalność nastąpi ponowne "otwarcie" ujścia fiordu i zaistnieje możliwość wypłynięcia na otwarte wody gór uprzednio obłamanych. Następuje wtedy wyrzut bardzo dużej liczby gór lodowych, przy czym ich liczba nie wykazuje związku ani ze zmieniającymi się warunkami glaciologicznymi, ani pogodowymi czy hydrologicznymi. Również intensywne cofnięcie się brzegu lodowego, zwłaszcza gdy stopa lodowców po cofnięciu się znajdzie się na małej głębokości, powoduje w ciągu następnego sezonu (sezonów) wyraźne zmniejszenie "produkcji" gór lodowych na danym odcinku brzegu, lub też nawet całkowite zaprzestanie tworzenia się gór lodowych. Uwagi te wyjaśniają dlaczego ilość obłamujących się i wyprowadzanych z fiordów gór lodowych z roku na rok ulegać musi dużym fluktuacjom, a rola czynnika losowego w kreowaniu ich ilości jest znaczna.

Dopiero wtedy, gdy góry lodowe znajdują się na otwartych wodach możliwe jest ich dryfowanie wraz z Prądem Zachodniogrenlandzkim w kierunku N części Morza Baffina, następnie dalej na S z Prądem Ziemi Baffina i Prądem Labradorским. W trakcie dryfu góry lodowe ulegają stopniowej degradacji, która jednak nie biegnie liniowo w funkcji czasu i przebytej drogi. W okresie zimowym, w którym dopływ energii słonecznej jest minimalny lub zerowy, temperatura powietrza jest niższa od zera, powierzchnia morza pokryta lodem morskim, zaś temperatura wody morskiej jest niższa od temperatury topnienia lodu słodkowodnego, nie dochodzi do istotniejszej degradacji gór lodowych. W okresie letnim tempo degradacji gór lodowych uzależnione jest od rejonu, w którym dana góra się znajduje. Jeśli znajduje się w wysokich szerokościach (północna część Morza Baffina) proces degradacji jest powolny. Przyspieszenie procesu degradacji następuje latem w miarę przemieszczania się gór lodowych na południe od Ziemi Baffina, wzdłuż wybrzeży Labradoru.

Mniejsze góry lodowe, które z wiosną znajdują się na wysokości Cieśniny Hudsona szybko ulegną całkowitej dezintegracji a ich resztki stopnieniu, nim Prąd Labradorский doprowadzi je do wysokości południowych wybrzeży Labradoru – Belle Isle. Duże i bardzo duże (pod względem objętości) góry lodowe mają szanse być doniesione do wysokości Nowej Fundlandii i przekroczyć równoleżnik 48°N, tym samym zostać odnotowane przez statystyki Międzynarodowego Patrolu Lodowego.

Mając powyższe na względzie, wzrost lub spadek liczby odnotowanych w kolejnych latach gór lodowych przekraczających równoleżnik 48°N powinien być interpretowany w pierwszym rzędzie jako przejaw zmiennej aktywności Prądu Labradorskiego. Myśl taką wyraża Sukhovej (1977), choć w ostatnich latach badacze amerykańscy starają się wiązać tą wielkość z rozmiarami (powierzchnią) lodów morskich na E od Nowej Fundlandii (Viekman i Baumer 1995, Trivers 1994).

Zwiększenie częstości występowania sytuacji synoptycznych, powodujących zimą (styczeń, luty, marzec) długotrwałe działanie silnych N i NW wiatrów nad Cieśniną Davisa i Morzem Labrador przyspiesza Prąd Labradorский. Z większą prędkością na południe przemieszcza się również pokrywa lodowa i znajdujące się w niej góry lodowe. Jednocześnie działanie silnych wiatrów wiejących z sektora N–NW w tym okresie powoduje wystąpienie ujemnych anomalii temperatury powietrza. Nad pokrytymi mniej zwartą pokrywą lodu morskiego częściami Cieśniny Davisa i Morzem Labrador, wobec gwałtownego wzrostu przekazu ciepła z oceanu do atmosfery, tworzy się w takiej sytuacji ujemna anomalia temperatury wody, osiagająca $-1.5 \div -3.5$ deg (Sukhovej, 1977). Wobec dużego

zachmurzenia w tym regionie i niewielkiego dopływu radiacji słonecznej anomalia ta utrzymuje się w wodach powierzchniowych nawet w okresie letnim. W warstwie wód przejściowych, znajdujących się na głębokości 50 ÷ 100 m ujemna temperatura, bliska temperaturze zamarzania wody (-1.4 ÷ -1.8°C) utrzymuje się przez całe lato, zaś strefa zajęta przez te wody rozszerza się, rozprzestrzeniając się wokół Nowej Fundlandii, Wielkich Ławic i sięgając do Zatoki Świętego Wawrzyńca (Sukhovej, 1977).

W takich warunkach, góry lodowe zimą przebędą większą niż zazwyczaj drogę na południe z Prądem Labradorским, nie ulegając przy tym procesom destrukcji pod wpływem falowania (otoczenie lodem morskim). Ich pozycja "startowa" będzie korzystniejsza, odległość od równoleżnika 48°N – mniejsza. Jednocześnie dalszą drogę pokonują wraz z wodami o niższej niż zazwyczaj temperaturze w warstwie przypowierzchniowej – i co może najważniejsze – wraz z głębiej leżącymi wodami o ujemnych temperaturach, w których proces topnienia lodu słodkowodnego, z którego są zbudowane, praktycznie nie występuje. Ponieważ proces destrukcji góry lodowej zachodzi w prostej funkcji dopływu radiacji słonecznej, temperatury wody, falowania i czasu, wydaje się być oczywistym, że opisane wyżej warunki powinny spowodować, że znacząco większa niż zazwyczaj liczba gór lodowych przetnie 48 równoleżnik.

Jest również oczywiste, że w warunkach silnego splotu mas powietrza z NE, N i NW, powodującego powstanie ujemnych anomalii temperatury powietrza i takich samych anomalii w polu temperatury wody, wzrosnie również i powierzchnia lodów morskich w regionie. Stąd też dodatnie korelacje (+0.50 ÷ +0.52) między wielkością kwietniowej pokrywy lodowej w strefie 45–55°N na E od Nowej Fundlandii a liczbą zaobserwowanych gór lodowych przekraczających w danym roku równoleżnik 48°N, opisane przez Triversa (1994).

W czasie zim przeciętnych pod względem kształtowania się kierunków splotu mas powietrza w rejonie Cieśniny Davisa i Morza Labrador, zarówno rozkład temperatury powietrza jak i temperatury wody jest zbliżony do średniego wieloletniego. Tym samym aktywność Prądu Labradorskiego jest niższa, temperatura wody powierzchniowej wyższa, lód morski zajmuje mniejszą powierzchnię, a granica jego zasięgu leży dalej na północ. Znaczna liczba gór lodowych niesionych przez Prąd Labradorski z północy ulegnie destrukcji, nim dojdzie do 48 równoleżnika.

Jeszcze bardziej niekorzystne warunki do trwania gór lodowych rysują się wtedy, gdy nad omawianym rejonem zwiększy się ponad przeciętną normę wieloletnią w czasie zimy przenos powietrza z południa. Tworzą się wtedy w Cieśninie Davisa i nad Morzem Labrador dodatnie anomalie temperatury wody, a ujemne temperatury w warstwie wód 50–100 m, osiągające wartości -0.3 ÷ -0.7°C, występują latem tylko w postaci izolowanych plam (Sukhovej, 1977). Jednocześnie zmniejsza się składowa dryfowa w funkcjonowaniu Prądu Labradorskiego, co znacząco obniża jego prędkość. Tym samym, niesione przez ten prąd góry lodowe tą samą drogę pokonywać będą wolniej, dłużej będąc wystawione na działanie warunków sprzyjających ich destrukcji. Do 48 równoleżnika w takich warunkach mają szansę dojść tylko te ajsbergi, których początkowe rozmiary były odpowiednio duże.

Tak więc można uważać, iż przyczyną wzrostów aktywności Prądu Labradorskiego i zwiększenia w danym roku liczby ajsbergów przekraczających 48°N, jest cyrkulacja atmosferyczna – konkretnie zwiększenie ponad przeciętną częstości występowania zimą sytuacji synoptycznych, w których występuje silny splot powietrza z NE, N i NW nad obszarem funkcjonowania Prądu Labradorskiego. Jednocześnie można twierdzić, że liczba wyprowadzonych w danym sezonie lodowym gór lodowych na południe od równoleżnika 48°N, w jakimś, liczącym się stopniu, charakteryzuje aktywność Prądu Labradorskiego.

3. Wskaźnik aktywności Prądu Labradorskiego

Liczba gór lodowych przekraczających równoleżnik 48°N, rejestrowanych przez IIP wykazuje bardzo dużą zmienność międzyroczną. Jak wspomniano, liczby te zawierają się w przedziale od 0 do 2202. Daje to bardzo dużą amplitudę zmian. Również, co trzeba mieć na względzie, w międzyrocznej zmienności tej liczby, oprócz sygnału informującego o aktywności Prądu Labradorskiego znajduje się duża i nieznaną składowa losowa, którą traktować należy jako szum. Dodatkowy szum wprowadza niehomogeniczność szeregu obserwowanych gór lodowych. W trakcie ponad stulecia zmieniały się metody obserwacji gór lodowych – od metod wyłącznie wizualnej identyfikacji i obserwacji ajsbergów, przez wprowadzenie obserwacji radarowej (od końca lat 40. XX wieku) ze statków, następnie z samolotów. Zmiany metod obserwacji powodowały, że o ile od początku lat 70. XX wieku rejestrowane są wszystkie góry lodowe przekraczające 48°N, to w okresie poprzedzającym – część gór lodowych przekraczających równoleżnik 48 mogła nie zostać odnotowana. Z tych względów bezpośrednie przyjęcie liczby rejestrowanych gór lodowych w danym roku (sezonie lodowym) jako wskaźnika o charakterze klimatycznym nie wydaje się możliwym do przyjęcia. Wartości te muszą zostać przetworzone.

Przeprowadzone analizy i symulacje zdają się wskazywać, że związki między wielkościami przepływu Prądu Labradorskiego a liczbą gór lodowych są silnie nieliniowe, a ogólny kształt zależności jest podobny do logarymicznej (Marsz 1998). Dla stłumienia amplitudy i ograniczenia składowej losowej autor proponuje następujący kształt wskaźnika aktywności Prądu Labradorskiego (WPL):

$$WPL = (\ln(G + 1))/2 \quad [1]$$

gdzie:

\ln – logarytm naturalny (podstawa = e),

G – liczba gór lodowych odnotowanych w danym sezonie lodowym.

Obliczone według formuły [1] wartości wskaźnika aktywności Prądu Labradorskiego (WPL) w 100-leciu 1900–2002 zestawione są w tabeli 2, a ich przebieg przedstawia rysunek 3. Jak nie trudno zauważyć, charakterystyczną cechą tego przebiegu jest to, że na tle ogólnie dość wysokich wartości wskaźnika pojawiają się, względnie regularnie, głębokie spadki. Już na pierwszy rzut oka (rys. 3) zauważa się, że niektórym raptownym spadkom wartości wskaźnika WPL odpowiadają w przybliżeniu lata, w których zimy w Europie Środkowej były chłodniejsze od przeciętnych.

Należy sobie zdawać sprawę, że tak obliczony wskaźnik aktywności Prądu Labradorskiego stanowi miarę względną, niemianowaną, o charakterze jakościowym. Powstaje pytanie, w jakim stopniu tak obliczony WPL odtwarza rzeczywistość lub przybliża się do niej. Najprostszym sprawdzianem może być przeprowadzenie rachunku korelacyjnego między wartościami WPL a zmierzonymi wartościami elementów klimatycznych wyrażonymi w jasno zdefiniowanych miarach fizycznych, na przykład z temperaturą.

Porównywanie wartości tego wskaźnika z temperaturą powietrza w rejonie jego bezpośredniego klimatycznego oddziaływania pozbawione jest głębszego sensu, gdyż zarówno aktywność Prądu Labradorskiego, jak i temperatura powietrza w regionie stanowią efekt tego samego czynnika sprawczego, jakim jest zmienność form cyrkulacji atmosferycznej. Występujące wysokie i istotne współczynniki korelacji między rocznymi i miesięcznymi temperaturami powietrza na stacjach znajdujących

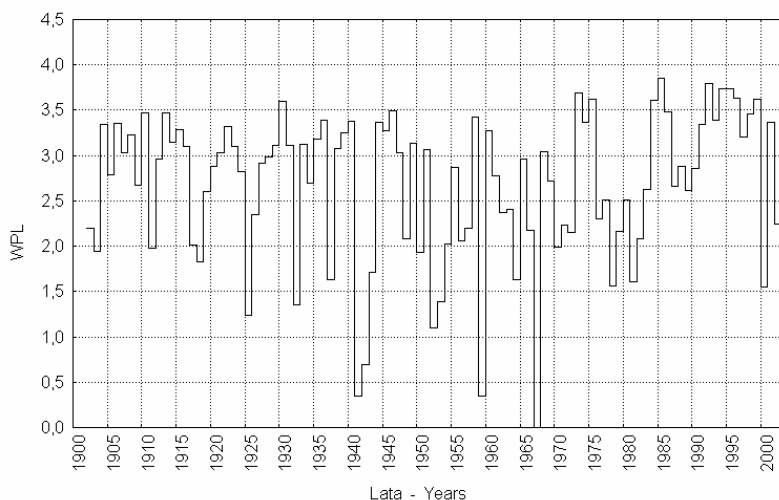
się na wybrzeżu Labradoru (Goose Bay) czy Nowej Fundlandii (St. Johns, Port-aux-Basques ...) a WPL są oczywiste, ale nie świadczą o prawidłowości funkcjonowania wskaźnika.

Tabela 2 – Table 2

Wartości wskaźnika aktywności Prądu Labradorskiego (WPL) w latach 1900-2002

The values of activity index of the Labrador Current in the years 1900-2002

Rok Year	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
190X	2.24	2.20	1.95	3.34	2.79	3.36	3.03	3.23	2.67	3.47
191X	1.98	2.96	3.47	3.15	3.29	3.10	2.01	1.83	2.60	2.88
192X	3.03	3.32	3.10	2.83	1.24	2.35	2.92	2.99	3.12	3.60
193X	3.11	1.35	3.12	2.69	3.18	3.39	1.63	3.08	3.25	3.37
194X	0.35	0.69	1.72	3.37	3.28	3.49	3.03	2.08	3.13	1.94
195X	3.06	1.10	1.39	2.02	2.87	2.06	2.20	3.42	0.35	3.27
196X	2.78	2.37	2.41	1.63	2.69	2.17	0.00	3.05	2.72	1.99
197X	2.23	2.15	3.69	3.37	3.62	2.31	2.51	1.57	2.17	2.52
198X	1.61	2.08	2.62	3.61	3.58	3.48	2.66	2.88	2.62	2.86
199X	3.34	3.79	3.39	3.73	3.74	3.63	3.21	3.46	3.62	1.55
200X	3.37	2.24	3.39							



Rys. 3. Przebieg wartości wskaźnika aktywności Prądu Labradorskiego (WPL) w latach 1900–2000

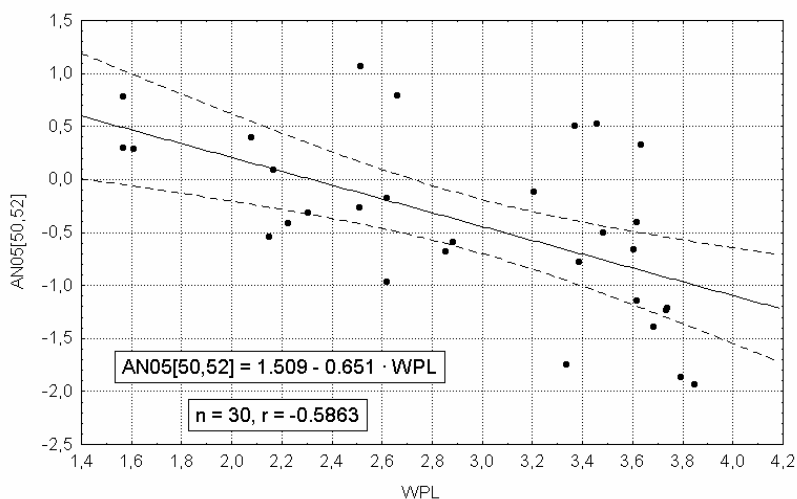
Fig. 3. The course of the value of activity index of the Labrador Current (WPL) over the years 1900-2000

Inaczej przedstawia się sprawa korelacji wskaźnika WPL z temperaturą wody w oceanie. Wiadomo, że większej aktywności Prądu Labradorskiego winna odpowiadać niższa temperatura niesionej przez niego wody, co między innymi związane jest ze wzrostem prędkości prądu, a tym samym i jego przepływu.

Brak jest jednorodnych i długich, odpowiadających długości ciągu WPL, ciągów pomiarów TPO z obszaru działania Prądu Labradorskiego. Autor dysponuje jednorodnym i nieprzerwanym ciągiem pomiarów TPO i anomalii TPO z tego akwenu (średnie miesięczne i średnie roczne) o średniej rozdzielczości przestrzennej (gridy $2 \times 2^\circ$) dla okresu lat 1970–2000 (31 lat).

Korelacje ciągów średnich rocznych anomalii temperatury wody (1970-2000, $n = 31$) w gridach leżących na obszarze południowych części Prądu Labradorskiego są bez wyjątku wysoce istotne i wysokie ($r = -0.94 \div -0.85$). Ujemny znak korelacji jest zgodny z oczekiwaniem (większa aktywność Prądu Labradorskiego, niższe wartości TPO). Podobne współczynniki korelacji uzyskuje się dla średnich miesięcznych anomalii TPO w tych samych gridach, przy czym maksimum współczynniki korelacji osiągają z charakterystycznymi przesunięciami czasowymi; im dalej na południe wzdłuż linii prądu położone są gridy, tym z późniejszym miesiącem współczynnik korelacji osiąga najwyższą wartość (od kwietnia do lipca).

Korelacje WPL z rocznymi anomaliami TPO w gridach znajdujących się poza zasięgiem Prądu Labradorskiego, na wschód od niego również są wysoce istotne, choć słabsze. Przykładowo, w gridzie $2 \times 2^\circ$, którego punkt centralny ma współrzędne 50°W , 52°N , a który położony jest około $4\text{--}5^\circ$ na E od przeciętnego położenia nurtu Prądu Labradorskiego, występują istotne statystycznie korelacje między wartością WPL a anomaliami TPO w okresie od lutego do sierpnia, z maksimum siły związku od maja do lipca (patrz rys. 4). W rezultacie, i średnia roczna anomalia TPO w tym gridzie wykazuje dość wysoki poziom korelacji ($r = 0.55$, $p < 0.002$) ze wskaźnikiem aktywności Prądu Labradorskiego (WPL).



Rys. 4. Związek między wartościami wskaźnika aktywności Prądu Labradorskiego (WPL) a majowymi anomaliami temperatury powierzchni oceanu w gridzie $2 \times 2^\circ$, którego punkt centralny ma współrzędne 52°N , 50°W

Fig. 4. The correlation between the values of activity index of the Labrador Current (WPL) and the anomalies in the sea surface temperature in May in grid $2^\circ \times 2^\circ$, whose central point has the following coordinates 52°N , 50°W

Korelacje z temperaturą, bądź anomaliami TPO, w gridach leżących w nurcie Prądu Labradorskiego wskazują, że w latach, w których wartość wskaźnika WPL jest wysoka, temperatura wody jest niższa. Spadki temperatury w gridach położonych poza nurtem Prądu Labradorskiego, na wschód od niego, w latach, w których współczynnik WPL jest większy, wskazują na zwiększanie zasięgu na powierzchni oceanu wychłodzonych wód Prądu Labradorskiego, co świadczy o zwiększeniu przepływu wód tego prądu.

Jedno i drugie wskazuje wyraźnie, że wartości WPL opisują w syntetyczny sposób, zgodnie z rzeczywistością, tą cechę, którą określono mianem "aktywności" Prądu Labradorskiego. Bardziej szczegółowe analizy, których się tutaj nie przytacza, umożliwiają względnie ściśle powiązanie wielkości WPL z temperaturą powierzchni oceanu w zasięgu oddziaływania Prądu Labradorskiego lub też z anomaliami TPO na tych samych akwenach (patrz np. równanie znajdujące się na rysunku 4).

Baza danych IIP zawiera również informacje o liczbie gór lodowych przekraczających 48°N w danym miesiącu. Nasuwa to myśl o możliwości konstrukcji podobnych wskaźników dla poszczególnych miesięcy czy sezonów. Ze względu na konieczność eliminacji sezonowej zmienności liczby gór lodowych, wskaźniki takie musiałyby opierać się na wartościach standaryzowanych, jednak wątpliwe, czy wskaźniki dla września, października, listopada, grudnia i stycznia (patrz tab. 1) w sposób poprawny charakteryzowałyby rzeczywistą zmienność aktywności tego prądu. Można sądzić, że obarczone byłyby zbyt dużym obciążeniem składowej losowej. Mając na względzie klimatyczny, względnie powolny i długotrwały, charakter oddziaływania zmian termiki oceanu wprowadzanej przez zmienność aktywności Prądu Labradorskiego, można w tej chwili skoncentrować się na omówionych wskaźnikach rocznych, pozostawiając do rozstrzygnięcia w późniejszym czasie kwestię stosowności wskaźników miesięcznych lub sezonowych.

4. Przejawy związków między aktywnością Prądu Labradorskiego a przebiegami elementów klimatycznych i hydrologicznych na odległych obszarach

Klimatyczne znaczenie wskaźnika aktywności Prądu Labradorskiego jest w chwili obecnej niejasne i wymaga dalszych, pogłębionych i systematycznych badań. Autor przeprowadził tylko wrywkowe i bardzo pobieżne badania związków między wartościami WPL a przebiegami różnych, przypadkowo dobieranych wartości charakteryzujących kilka zjawisk natury klimatycznej i hydroklimatycznej o charakterze telekoneksji. Badania te miały na celu jedynie sprawdzenie, czy rysują się tu jakieś bardziej czytelne zależności. Stąd też, mimo wskazania niektórych wykrytych związków, nie będą one komentowane.

W przebiegu czasowym wartości WPL zaznacza się silna okresowość. Nie licząc okresowości odpowiadających połowie i ćwierci długości ciągu oraz okresowości o dużej częstotliwości, w przebiegu gęstości spektralnej rysuje się wyraźny, dwuwierzchołkowy pik, z kulminacjami odpowiadającymi okresowości 12. i 8.letniej. Ta ostatnia okresowość jest charakterystyczna dla przebiegu wielu zjawisk powiązanych z NAO (Oscylacją Północnego Atlantyku).

Wartość WPL niezbyt silnie, lecz istotnie ($p < 0.000\ 000$) koreluje z zimowymi wskaźnikami NAO – ze wskaźnikiem NAO Hurrella (Lizbona – Islandia) r wynosi około 0.51, ze średnią wskaźników stycznia, lutego i marca Rogersa (Azory – Islandia) współczynnik korelacji jest równy 0.54. Podobne (0.50) wartości wykazuje korelacja między średnią okresu styczeń – marzec wskaźnika Jonesa (Gibraltar – Islandia). Korelacje ze średnimi rocznymi wartościami wskaźników NAO są słabsze

(Rogersa – 0.39, Jonesa – 0.37) ale nadal wysoce istotne ($p < 0.000$). Wyrównane 13-punktową średnią krocząca przebiegi WPL i zimowych wskaźników NAO w 100-letniu 1900–1999 wykazują daleko posuniętą zgodność, co zdaje się sugerować zawartość w tych wartościach dużego ładunku wspólnego. Znak współczynnika korelacji jest we wszystkich przypadkach dodatni, co wskazuje, że przeciętnie wzrost aktywności Prądu Labradorского wiąże się z wzrostem intensywności NAO. Jeśli mieć na względzie fakt, że w przypadku wystąpienia silnej dodatniej fazy NAO w okresie zimowym, w rejonie występowania Prądu Labradorского zaznacza się wzrost częstotliwości wiatrów z sektora północnego i związany z tym spadek temperatury powietrza, związki między wartościami zimowych wskaźników NAO a wartościami WPL stają się zrozumiałe. Opisana zależność nie pozwala jednak na twierdzenie, że zmienność zimowych wartości wskaźnika NAO stanowi jedyny czynnik sterujący zmiennością aktywności Prądu Labradorского (Post 1956, Marsz 1997).

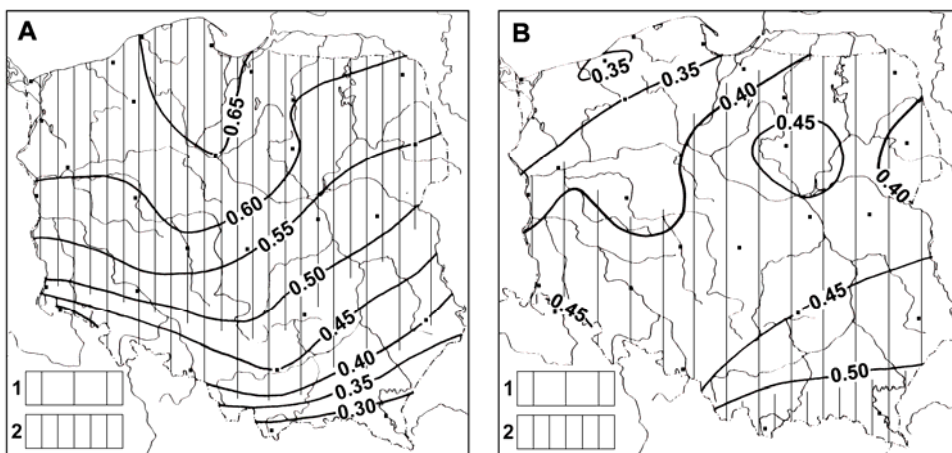
Wychłodzone wody wynoszone na południe przez Prąd Labradorский rozprzestrzeniają się następnie na wschód, po północnej stronie Prądu Północnoatlantyckiego. To powoduje, że pojawiają się, występujące z dużym opóźnieniem związki WPL z anomaliami TPO na odległych akwenach. Przykładowo, w środkowej części Atlantyku Północnego (rejon, którego punkt centralny wyznaczają współrzędne 54°N , 030°W), w następnym roku po osiągnięciu przez WPL większej wartości pojawiają się silne anomalie ujemne. Silne związki asynchroniczne anomalii występujących na tym akwenie z wartością ubiegłorocznego WPL zaznaczają się od stycznia do kwietnia włącznie (r około -0.5). Anomalie te wykazują dużą trwałość i wywierają następnie wpływ na przebieg cyrkulacji atmosferycznej funkcjonującej nad Atlantykiem w okresie lata, jesieni i początku następnej zimy.

Wskaźnik aktywności Prądu Labradorского koreluje z powierzchnią pokrywy lodowej na Bałtyku ($r = -0.48$, $p < 0.000\ 009$, $n = 100$) oraz średnią miesięczną temperaturą stycznia, lutego, marca i kwietnia ($r = 0.28 \div 0.55$) na stacjach położonych na obszarze przybałtyckim. Wyraźny wzrost współczynników korelacji z temperaturą miesięcy zimowych, zwłaszcza lutego i marca, obserwuje się na stacjach położonych na Półwyspie Skandynawskim, szczególnie leżących na wybrzeżach Morza Norweskiego. Oznacza to, że osłabieniu aktywności Prądu Labradorского towarzyszy zaostrzenie warunków termicznych zim na obszarze bałtyckim, Półwyspie Skandynawskim i Jutlandzkim. To ostatnie staje się zrozumiałe, jeśli uwzględni się występujące związki między WPL a NAO.

Bardziej szczegółowa analiza rozkładów przestrzennych korelacji między WPL a średnią miesięczną temperaturą powietrza na obszarze Polski (okres 1970–1998, ciąg 29 lat) wykazuje rysowanie się stosunkowo silnych korelacji między średnią temperaturą kwietnia oraz znacznie słabszych, lecz na przeważającej części Polski – przypuszczalnie istotnych i istotnych – z temperaturą średnią sierpnia następnego roku. Rozkłady wspomnianych izokorelat przedstawia rysunek 5. Nie występują natomiast w tych krótkich ciągach istotne statystycznie korelacje między WPL a średnią miesięczną temperaturą stycznia, lutego i marca tego samego roku, których występowanie odnotowuje się w długich (98–95 lat) ciągach (np. korelacje z temperaturą marca: Wrocław: $r = 0.38$, $n = 98$; Warszawa: $r = 0.40$, $n = 97$; Koszalin: $r = 0.47$, $n = 97$).

Stosunkowo dużo niezbyt silnych, lecz istotnych korelacji obserwuje się między wartościami WPL a miesięcznymi sumami opadów i średnią miesięczną temperaturą na stacjach Atlantyckiej Arktyki (Isfjord Radio i Svalbard-Lufthavn, Hornsund, Bjornoya, Hopen, Jan Mayen). Na przykład w Hornsundzie (ciąg zaledwie 18-letni) zaznaczają się korelacje ze średnią miesięczną temperaturą grudnia ($r = 0.55$, $p < 0.021$) i sumą opadów grudnia ($r = 0.50$, $p < 0.024$). Silne i mocno rozciągnięte w czasie (również asynchroniczne) korelacje między WPL a przyrostami powierzchni pokrywy

lodowej w niektórych miesiącach na Morzu Grenlandzkim, a zwłaszcza na Morzu Barentsa, wykryła ostatnio Styszyńska (2001). Przykładowo, zmienność wartości WPL z poprzedniego roku objaśnia 50% zmienności powierzchni lodów morskich w styczniu następnego roku na Morzu Barentsa (okres badań – 23 lata; 1972–1994).



Rys. 5. Izokorelaty wartości wskaźnika Prądu Labradorskiego (WPL) z danego roku ze średnią miesięczną temperaturą kwietnia tego samego roku na obszarze Polski (A) i wartości WPL z danego roku ze średnią miesięczną temperaturą sierpnia następnego roku (B), (1970–1998)
1 – istotność korelacji na poziomie $p < 0.05$, 2 – istotność korelacji na poziomie $p < 0.005$

Fig. 5. Izocorrelates of the values of the WPL index in a given year with mean monthly temperature of April in the same year in the area of Poland (A) and the values of the WPL index in a given year with mean monthly temperature of August in the following year (B), (1970-1998)
1 – the significance of correlation $p < 0.05$, 2 – the significance of correlation $p < 0.005$

Działanie Prądu Labradorskiego nie jest jedynym ani najsilniejszym czynnikiem klimatotwórczym na obszarze Atlantyckiej Arktyki, Półwyspu Skandynawskiego czy też Polski, stąd też nie należało oczekiwać wystąpienia silnych korelacji między WPL a badanym elementami klimatycznymi. Współczynniki korelacji na poziomie 0.6, jakie obserwuje się na przykład między średnią temperaturą kwietnia na obszarze północnej Polski a WPL, należy traktować jako zaskakująco wysokie.

Istotnym wydaje się również fakt, że oprócz korelacji, które można określić mianem synchronicznych (występujących w tym samym roku, z którego pochodzi WPL) występuje szereg korelacji asynchronicznych, zaznaczających się z opóźnieniem. Te ostatnie wskazują na istnienie łańcucha sprzężeń w systemie klimatycznym, który można uszeregować następująco:

- cyrkulacja atmosferyczna nad obszarem Arktyki Kanadyjskiej, Cieśniną Davisa i Morzem Labrador utrwała swoje wypadkowe działanie w stopniu aktywności Prądu Labradorskiego (styczeń–marzec),
- zmienna aktywność Prądu Labradorskiego, poprzez kształtowanie anomalii temperatury wody, modyfikuje pole temperatury NW części Północnego Atlantyku (kwiecień–wrzesień tego samego roku),

- modyfikacje pola TPO powodują modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej nad obszarem Północnego Atlantyku, Atlantycką Arktyką i NW Europą (jesień tego samego roku – lato roku następnego),

co wskazuje, że cyrkulacja atmosferyczna nad jednym obszarem, poprzez działanie ogniwa inercyjnego jakim jest omawiany fragment powierzchni oceanu, wywiera wpływ na późniejszą cyrkulację atmosferyczną nad innym obszarem.

Można sądzić, że dalsze badania pozwolą wyjaśnić mechanizmy wymienionych tu związków i bardziej precyzyjnie scharakteryzować klimatyczną rolę zmiennej aktywności Prądu Labradorskiego oraz zasięg jej klimatycznego oddziaływania.

Literatura

- Hurrell J.W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, vol. 269: 676-679.
- Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D., 1997, Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. Journal Climatol.* 17: 1433-1450.
- Marsz A.A., 1987, Brzegi lodowe. Ossolineum. Wrocław, Warszawa, Kraków, Gdańsk, Łódź: 118 s.
- Marsz A.A., 1997, Współdziałanie klimatyczne między strefą tropikalną a północną częścią strefy umiarkowanej, strefą subarktyczną i arktyczną wzdłuż brzegów zachodniej części Północnego Atlantyku. *Probl. Klimat. Polarnej*, 7: 167-234.
- Marsz A.A., 1998, Problem metody sporządzania długoterminowej prognozy występowania gór lodowych na ortodromie północnoatlantyckiej. *Prace Wydziału Nawigacyjnego WSM w Gdyni*, z. 6: 146-165.
- Post L.A., 1956, The role of Gulf Stream in the Prediction of Iceberg Distribution in the North Atlantic. *Tellus*, 8: 102-111.
- Report of the International Ice Patrol in the North Atlantic. 1991 Season. Bulletin No 77. CG-188-46. US Coast Guard: 51 s.
- Report of the International Ice Patrol in the North Atlantic. 1992 Season. Bulletin No 78. CG-188-47. US Coast Guard: 45 s.
- Report of the International Ice Patrol in the North Atlantic. 1994 Season. Bulletin No 80. CG-188-49. US Coast Guard: 67 s.
- Rogers J.C., 1984, A comparison of the mean winter pressure distribution in the extremes of the North Atlantic Oscillation and Southern Oscillation. *Studies in Climate*. Ed. H. van Loon. NCAR Technical Note 227, Atmospheric Analysis and Prediction Division. Boulder, Co.: 208-241.
- Styszyńska A., 2001, Zmiany zlodzenia mórz Barentsa i Grenlandzkiego w świetle zmian wskaźnika intensywności Prądu Labradorskiego. *Probl. Klimat. Polarnej* 11: 93-104.
- Sukhovej V.F. 1977, Izměnčivost' gidrologičeskikh uslovij Atlantičeskogo okeana. *Naukova Dumka*. Kiev: 215 s.
- The Encyclopedia of Oceanography, 1966, Ed. R.W.Fairbridge. New York.
- Trivers G., 1994, International Ice Patrol's Iceberg Season Severity. Report of the International Ice Patrol in the North Atlantic. 1994 Season, Bulletin No. 80. CG-188-49. US Coast Guard: 49-59.
- Viekman B.E., Baumer K.D., 1995, International Ice Patrol Icebergs Limits Climatology (1975-1995). International Ice Patrol Technical Report 95-03. US Coast Guard: 20 s.

Źródła danych:

International Ice Patrol Data Base. National Snow and Ice Data Center. Boulder, Co. (NSIDC)
<http://www.rdc.uscg.mil...ages/data/icebergs.html> (dane IIP US Coast Guard o liczbie gór lodowych, ostatnia modyfikacja 15.02.2000),

CD-ROM 994800 - GEDEX, Disc 1, NASA (zbiór danych średnich miesięcznych temperatur powietrza),

ORNL/CIDAC-53 (Oak Ridge National Laboratory, dane „The Global Climatology Network”: postać elektroniczna)

CLIMATIC INDEX OF LABRADOR CURRENT ACTIVITY

Summary

Some of the sea currents show strong activity in climate formation and this fact is well known. Their activity represented as a time function is not stable but proves to be changeable. For this reason it seems quite reasonable to introduce appropriate indexes which could be used to characterise activity of a given current and, in an indirect way, to describe heat masses carried with this current. The aim of this article is to present an index which characterises the climatic activity of the Labrador Current. The basis to create such an index is the number of icebergs carried with this current. In consecutive ice seasons (October – September) this number passed south of 48°N of E from New Foundland (data from 'International Ice Patrol'). Changeable from year to year number of icebergs carried to the North Atlantic (see fig. 2) primarily represents the increase or decrease in the intensity of the Labrador Current. As the number of icebergs moved to the Atlantic comprises random component, which is very high, in order to create the index a logarithm was used to reduce the changeability of the amplitude. Formula [1] has been proposed to be used to calculate the index of intensity of the Labrador Current (WPL):

$$WPL = (\ln(G + 1))/2$$

where:

\ln – natural logarithm (base = e)

G – the number of icebergs noted in a given ice season

Values of WPL index calculated in this way dated in January in ice season over a period 1900–2002 have been presented in Table 2 and their course in Fig. 3.

The value of WPL indicates quite strong correlation with both winter (DJFM) and annual NAO indexes ($r \sim 0.5$), however the analysis showed that NAO is not the only element having influence on the Labrador Current activity. The analysis, carried out at random, of relations between the values of WPL and different climatic and hydroclimatic elements indicated to the fact that most of the relations are shifted/delayed in time – changeability of WPL takes place earlier than changes in these elements. For instance, the air temperature in August the following year in most area of Poland proves to have not too strong but clear correlation with the changes in WPL. Numerous correlations between WPL and occurring later monthly values of air temperature and monthly sums of

precipitation at stations in the Atlantic sector of Arctica have been observed. The size of sea ice cover in the Barents Sea in the following year has shown especially high correlation with the changeability of WPL (the changeability of WPL explains ~50% of changeability in the area of the sea ice cover of the Barents Sea in January the following year). In this way WPL seems to be potentially useful in long term predictors of weather forecasts. The delayed activity of WPL can be explained by means of the following cause- and-effect chain of actions: winter (DJFM) atmospheric circulation over the Davis Strait and the Labrador Sea has influence on the activity of the Labrador Current – the activity of the Labrador Current has influence on the extent and size of the anomalies in SST in the Labrador Sea and in NW part of the Atlantic (MJJA) – the presence of such anomalies in SST has a modifying effect on the atmospheric circulation occurring in the following autumn (SON) and winter (DJFM).